

# САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ (БОБРУЙСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА, РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Солодилова<sup>1</sup> В.В., Завадич<sup>1</sup> Н.С., Левицкий<sup>2</sup> В. И., Павлова<sup>2</sup> Л. А.

<sup>1</sup>Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Минск,  
e-mail: solodilova.vera2011@yandex.by

<sup>2</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,  
e-mail: vlevit@igc.irk.ru

Бобруйская кольцевая структура (Республика Беларусь) является неосвященным примером рудно-магматических систем с редчайшими минералами, включающими ряд самородных элементов и интерметаллических соединений [Солодилова и др., 2012], которые традиционно рассматриваются как индикаторы восстановительного режима петрогенезиса и рудообразования.

**Геология.** Структура расположена в центральной части нижнепротерозойского Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса [Аксаментова, 2003] и вскрыта несколькими скважинами, пробуренными по ее внешнему контуру. В ее геологическом строении участвуют интрузивные тела габбро-долеритовой и субвулканические риодацит-риолитовой формаций, внедрение которых связано с формированием кольцевых и радиальных разломов. Фундаментом служат гранитоиды микашевичского комплекса. Депрессии, возникшие при остывании и обрушении кратерной зоны, выполнены кварцито-песчаниками и кварцитами платформенного чехла. Риодацит-риолитовая формация вулканитов тесно ассоциирует в пространстве и во времени с габбро-долеритовой, участвуя в строении кольцевой структуры, что позволяет рассматривать эти формации единой бимодальной ассоциацией магматитов, характерных для завершающих этапов развития магматических областей.

**Петрографические характеристики.** Вулканиты кислого состава, участвующие в строении кольцевой структуры, относятся к лучковской свите нижнего рифея и являются сохранившимися фрагментами квазиплатформенного структурного этажа [Махнач и др., 2001]. Для них характерны порфиновые структуры с крупными фенокристаллами кварца и полевых шпатов, реже и меньшего размера – амфиболов и пироксенов. Породы из разных скважин, а также из отдельных интервалов одной скважины, различаются по количеству, размеру и минеральному составу вкрапленников при близком петрохимическом составе. Выделяются разновидности с мелкозернистой, хорошо раскристаллизованной основной массой, содержащие, кроме вкрапленников, их гломеропорфиновые сростки. Чаше наблюдаются вулканиты с признаками менее глубинных образований, для которых характерна фельзитовая основная масса, порфирокласты кварца и плагиоклаза, флюидальная текстура. В ослабленных тектонических зонах вулканиты подверглись метасоматическим преобразованиям, проявленным, главным образом, в развитии серицит- и эпидотсодержащих метасоматитов с амфиболами, вторичным биотитом, гранатом, хлоритом, мусковитом, карбонатом, флюоритом. Именно к этим измененным вулканитам приурочена минерализация с самородными элементами и интерметаллическими соединениями.

**Геохимические особенности.** Вулканиты варьируют по кремнекислотности от риодацитов до риолитов, а по щелочности приближаются к субщелочным разновидностям при доминировании калия над натрием. Они имеют высокую железистость (F общ ~ 80%) при преобладании окисного железа над закисным. Риодацитовые и трахириодацитовые порфиры содержат повышенные относительно кларков кислых пород [Виноградов, 1962] концентрации (г/т) Ва (до 2000), Sr (до 1000), Nb (до 40), Cr (200), Ni (30), Cu (до 70), Pb (до 5000), Ag (0.64), Pt (0.04), Zn (до 160), В (до 58) и пониженные – Ti, Y, Yb, Be. В субщелочных разновидностях вулканитов фиксируются повышенные количества Ce, La, Nd.

Породы риодацит-риолитовой формации вулканитов тесно ассоциирующие в пространстве и во времени с габбро-долеритовой, в обоих случаях характеризуются повышенной железистостью и щелочнометалльностью, близкими повышенными концентрациями элементов группы железа, халькофильных, подтверждая тем самым их формирование из одного источника.

**Минералогические особенности.** В породах кольцевой структуры выделяются минералы вулканитов риолит-риодацитовой формации и минералы наложенных на них метасоматических ассоциаций – в основном алюмосиликаты, а также окислы, гидроокислы, самородные элементы и интерметаллические соединения. Одной из морфологических особенностей минералов, прежде всего железистых, является то, что во многих случаях в одних и тех же выделениях фиксируются переходы от ранних исходных минералов вулканитов до явно поздних более низкотемпературных минеральных видов. Поэтому иногда довольно трудно конкретно их отнести или к минералам вулканитов, или к новообразованиям.

Породообразующие минералы вулканитов представлены кварцем, плагиоклазом, микроклином, высокотитанистым и высокомагнезиальным биотитом, щелочными амфиболами с очень высокими содержаниями  $K_2O$  (1.3-2.7%), пироксенами. Последние относятся к очень редко встречаемому ряду фассаит – эгирин-диопсид – эгирин-геденбергит – омфацит. Для него характерны пониженные содержания (%)  $SiO_2$  (40.02-46.0),  $CaO$  (9.82-11.36) и повышенные –  $Al_2O_3$  (7.76 -12.85),  $Na_2O$  (0.98-2.99) и  $K_2O$  (0.6-1.62) при проявлении схемы изоморфизма  $Ca(Mg,Fe)-NaK(Fe^{3+})$  [Минералы, 1981, с. 391]. Пироксены такого состава известны в щелочных интрузивных породах, но встречаются в игнимбритах и миаскитовых трахитах, т.е. породах, имеющих глубинный и явно мантийный источник. Темноцветным минералам вулканитов присуща довольно высокая железистость –  $f = 75-92$ .

Акцессорные минералы вулканитов – сфен, рутил, апатит, циркон. Среди них велика доля железистых видов. Их состав колеблется как в разных типах пород, так и генерациях минералов, что отражает изменение температурных условий минералообразования. Ильменит обогащен  $MgO$  (0.55-2.4%) и  $CaO$  (0.4-2.01%). Магнетит представлен несколькими химическими разновидностями - близкими к стехиометрическому составу с низкими содержаниями практически всех элементов, за исключением  $Cr$  (0.09-0.22%), титаномагнетитами ( $TiO_2$  – 5-9%;  $MnO = 1.38$  %), алюмомагнетитами (1.42-4.3%) и хроммагнетитами (19.3-30.1%) для которых характерны повышенные концентрации  $SiO_2$  (3.04-10.3%) и пониженные  $TiO_2$  (0.3-2.1%).

Минералы метасоматических пород представлены амфиболами актинолит-тремолитового ряда, низкотитанистым и высокожелезистым биотитом, гранатом спессартин-пироп-альмандинового ряда, графитом, хлоритом, серицитом (с переходами к мусковиту), эпидотом, карбонатами, флюоритом. Судя по набору минералов, они формировались в неравновесных условиях в широком интервале температур.

Наложенные (вторичные) метасоматические железорудные минералы – гематит, лепидокрокит, маггемит, иоцит (вюстит). Они являются как продуктами замещения минералов вулканитов (содержат их реликты), так и новообразованиями. Это подтверждает микронзондовое изучение. Установлено, что среди вновь возникших существуют как однородные выделения, так и варьирующие по составу обособления с реликтами ранних минералов, в основном магнетита. Вокруг его ядра обычно отмечаются маггемит, лепидокрокит с повышенными содержаниями  $SiO_2$ , иоцит с повышенными концентрациями  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $NiO$ . При микронзондовом анализе наиболее часто фиксируются в одних зернах переходы от магнетита к иоциту, отражающие развитие последнего по первому. Кроме того, иоцит встречается в виде шарикоподобных округлых выделений серого и черного цветов с алмазным и жирным блеском. Он распространен довольно широко. Его размер достигает 0,2 мм.

Из сульфидных минералов доминируют пирит (обогащен  $Pb$  – 0.09-0.2 %), пирротин, реже встречается галенит ( $Fe = 0.19-5.51$ %,  $Cu = 0.1-0.22$ %), халькопирит с высокими

содержаниями Pb (3.21%) и совсем редко – бетехтенит  $[(\text{Pb}_2(\text{Cu},\text{Fe})_{21}\text{S}_{15})]$ . Последний иногда обогащен цинком (4.36%), а может совсем не содержать меди. Пирит отмечен во всех пробах, присутствуя в широко варьирующих количествах в виде ксеноморфных выделений и идиоморфных кристаллов. Пирротин встречается в пластинках и таблитчатых зернах.

В метасоматитах, обогащенных сульфидами, обнаружены близкие к изометричным выделения коричнево-черного цвета муассанита размером до 0.5 мм. Его присутствие подтверждено рентгеноструктурным анализом.

**Самородные металлы (Sn, Pb, Zn, Cu, Fe) и интерметаллические соединения ( $\text{Cu}_3\text{Zn}$ ,  $\text{SnPb}$ ,  $\text{ZnCuSn}$ ,  $\text{CuSn}$ )** сосредоточены в участках метасоматических преобразований вулканитов. Большая их часть присутствует в тонких пластинчатых и проволочковидных выделениях серебристого и красноватого цветов часто с сульфидами и муассанитом. Пластинки серебристого цвета, имеют размер не больше  $1 \times 0.3$  мм, красноватого цвета – максимально  $0.1 \times 0.3$  мм, проволочковидные – до  $0.7 \times 3$  мм.

В пластинках серебристого цвета представлены самородные элементы почти монометалльных составов (%) – самородное олово ( $\text{Sn} = 89.3-98.7$ ;  $\text{Pb} = 0.5-10.65$ ,  $\text{Zn} = 0-0.09$ ;  $\text{Cu} = 0-0.46$ ), самородный свинец ( $\text{Pb} = 95.83-98.59$ ;  $\text{Sn} = 1.05-3.32$ ;  $\text{Cu} = 0-0.52$ ); самородный цинк ( $\text{Zn} = 94.65-98.99$ ;  $\text{Pb} = 0-1.64$ ;  $\text{Y} = 0-0.12$ ). В литературе известно изоморфное вхождение Pb (до 11 %) в самородное олово [Минералы, 1961].

В пластинках и проволочках красноватого цвета доминируют интерметаллические соединения Cu с Zn и Sn, встречается самородный Pb. Судя по макроскопическим определениям, в образцах присутствует и самородная медь, которая обычно не содержит изоморфных примесей элементов в больших количествах, но при микрозондовых исследованиях ее не обнаружили. Минералы из этих выделений содержат варьирующие количества Cu, Pb, Sn, Zn. Они представлены (%): интерметаллическими соединениями  $\text{Cu}_3\text{Zn}$  – «брасс» – природная латунь, жёлтая медь ( $\text{Cu} = 76.38-83.89$ ,  $\text{Zn} = 15.73-20.79$ ,  $\text{Pb} = 0.11-0.14$ ,  $\text{Ag} = 0-0.1$ ), самородным Pb ( $\text{Pb} = 88.05$ ;  $\text{Sn} = 11.01$ );  $\text{SnPb}$  – отмечен в ряде электронных баз [<http://www.mindat.org>], но не идентифицирован как новый минерал ( $\text{Sn} = 34.85$ ,  $\text{Pb} = 60.34$ );  $\text{ZnCuSn}$  – бронза ( $\text{Zn} = 2.16$ ,  $\text{Cu} = 38.49$ ,  $\text{Sn} = 58.76$ );  $\text{CuSn}$  – бронза ( $\text{Cu} = 39.18$ ,  $\text{Sn} = 60.35$ ,  $\text{Pb} = 0.12$ ). Судя по парагенезисам минералов, в пробах возможно также присутствие самородного серебра.

Самородное железо (подтверждено рентгеноструктурными исследованиями) образует уплощенные сильномагнитные выделения, варьирующие по толщине, с обохренной поверхностью, с зазубренными краями зерен размером 0.2-1.5 мм. Оно приурочено к участкам широкого распространения железорудных минералов. Содержание изоморфных примесей элементов в самородном Fe ( $\text{Fe} = 99.3-100.43\%$ ) крайне незначительно –  $\text{Mn} = 0.21-0.41\%$ ,  $\text{Cr} = 0.04-0.22\%$ .

В изученном материале пока не удалось установить присутствие самородных элементов и интерметаллических соединений размером хотя бы в 0.1 мм. В них эти минералы имеют крайне малые размеры (8-45 мкм), установленные при микрозондовых исследованиях и по этим признакам могут быть отнесены к наноструктурам. Т.е. в макроскопически гомогенных пластинках серебристого и красноватого цветов проявляется гетерогенное строение, где каждая гомогенная минеральная фаза представлена наноразмерными кластерами минералов, содержащих в разных случаях и соотношениях Cu, Pb, Sn, Zn. В то же время в железорудных фазах присутствуют более крупные выделения самородного Fe.

**Вещественная специфика Бобруйской кольцевой структуры** обусловлена общими характеристиками пород габбро-долеритовой и субвулканической риодацит-риолитовой формаций и сформированных по ним метасоматических пород. Породам ранней группы присущи повышенная железистость и щелочнометалльность (при доминировании K над Na) пород, присутствие алюмосиликатных минералов – амфиболов, пироксенов, с высокими содержаниями K, Ti, Al, Cr, широкое развитие железорудных фаз, обогащенных Cr. Наложенные метасоматические ассоциации, развитые по вулканитам характеризуются

необычайно большим, редко наблюдаемым в природе кругом минералов, формирование которых традиционно связывается с восстановительным флюидным режимом – муассанит, самородные элементы и интерметаллические соединения Cu, Pb, Sn, Zn в сульфидных образованиях и алюмосиликатных породах, иоцит, самородное железо в железорудных фазах. При этом совместное нахождение в одних зернах иоцита, маггемита и магнетита говорит о последовательном формировании минералов в одном процессе. В совокупности такой масштабный восстановительный режим указывает на принадлежность рудно-магматической системы как к мантийной по генетической природе, так и к восстановительной по флюидному режиму. При этом обращает на себя внимание тот факт, что самородные элементы и интерметаллические соединения Cu, Pb, Sn, Zn являются наноминералами и пока не установлены в макроскопически видимых выделениях. Хотя концентрации этих элементов в изученных вулканитах являются вышекларковыми, но в них не встречено аномально высоких содержаний, причиной которых мог бы быть их привнос из внешних источников. Возможно, восстановительные флюиды экстрагировали эти элементы из вулканитов, с последующим их переотложением в виде кластерных наноструктур самородных и интерметаллических минералов.

С формацией кислых вулканитов в областях фанерозойского континентального вулканизма парагенетически связаны малоглубинные гидротермальные месторождения касситерит-серебро-полиметаллической рудной формации. Основным рудоконтролирующим фактором при их формировании являются ослабленные тектонические зоны метасоматоза. На территории Бобруйской кольцевой структуры имеются признаки минерализации этого типа, представленные зонами серицитизации с повышенными концентрациями Pb, Bi, Sn и Ag, и полученные данные свидетельствует о перспективности поисков рудной минерализации в её пределах, особенно в тектонически ослабленных зонах метасоматоза.

Изученная минерализация, установленная впервые, имеет важное практическое значение для выявления рудоносности этой и других подобных структур погруженного кристаллического фундамента на территории Республики Беларусь. Научная значимость для геохимии и минералогии также несомненна, ибо это уникальное проявление в мире редких по составу и количеству самородных элементов и интерметаллических соединений. Большая часть из них относится к наноминералам. Однозначным является и то, что Бобруйская кольцевая структура является уникальным объектом природы для познания флюидного режима глубинных зон Земли. Их исследование только начато, а приведенные данные являются предварительными.

### Литература

Аксаментова Н.В. Риолит-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация кристаллического фундамента Бобруйского погребенного выступа // Литосфера. 2003. № 1(18). С.144-146.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя // Геология Беларуси. 2001. Гл. 4. С. 76-87.

Солодилова В.В., Завадич Н.С., Левицкий В.И., Павлова Л.А.. Первые данные о самородных элементах и интерметаллических соединениях в кислых вулканитах Бобруйской кольцевой структуры // Доклады НАН Беларуси. 2012. Т.56. № 2. С. 110-115.

Минералы. – М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1960. С. 58-60.

Минералы. – М: Наука. Т. 3. 1981. Вып. 2. С. 391.

<http://www.mindat.org/chemsearch.php.Minerals>.